

MODELO VOLCANOTECTÓNICO DEL GRABEN CUSPIDAL COMPLEJO DEL TURRIALBA (COSTA RICA) Y SU RELACIÓN CON LOS COLAPSOS SECTORIALES BAJO UN RÉGIMEN TRANSPRESIVO Y TRANSTENSIVO

VOLCANOTECTONIC MODEL OF THE TURRIALBA COMPLEX GRABEN (COSTA RICA) AND ITS RELATIONSHIP WITH SECTORIAL COLLAPSES UNDER A TRANSPRESSIVE AND TRANSTENSIVE REGIME

Cristian Calvo¹, Katherine Madrigal¹, Fabricio Merayo¹, Mónica Salazar¹, Carolina Fallas^{1,4} Guillermo E. Alvarado², Blas Sánchez² y Reyna Sánchez³

¹ Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica

² Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE)

³ Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC)

⁴ Red Sismológica Nacional

* Autor para contacto: criscal.1994@gmail.com

(Recibido: 10/4/2019; aceptado: 13/10/2019)

RESUMEN: El volcán Turrialba posee en su cima un graben complejo con rumbo aproximado N50°E, de 3,5 km de longitud y un ancho máximo de 2,8 km, limitado por un sistema complejo de fallas sinestrales con componente normal, varios cráteres orientados N45°E y una caldera de avalancha desportillada hacia el NE, de 6 km de longitud y 2,5 km (en promedio) de ancho. En el flanco SW se presentan dos conos secundarios con orientación N30°E; todos estos elementos evidencian una zona de debilidad volcanotectónica con sentido NE a lo largo de por lo menos 9 km. El análisis de las fallas secundarias asociadas presentes en sus flancos, de la morfoetotectónica y de la sismicidad, junto con los rasgos morfovolcánicos, sugieren un modelo volcanotectónico más complejo para este volcán que el planteado hasta el momento en la literatura. Se propone la existencia de una falla regional de rumbo sinistral, orientada SW-NE, la cual en superficie forma una estructura en flor negativa y genera un graben complejo limitado principalmente por las fallas Elia y Ariete. Los esfuerzos transtensivos favorecieron la formación de los cráteres y escarpes, mientras que los esfuerzos transpresivos debieron de producir una domificación tectónica y la formación de zonas altamente fracturadas. Las zonas de debilidad y el posible plegamiento favorecieron la formación de un colapso sectorial hacia el NE, con el concomitante desarrollo de una o varias avalanchas de escombros volcánicos. Un mecanismo similar pudo ser el disparador de

la avalancha de escombros volcánica de Angostura hace 17 ka, teniendo por fuente de origen la caldera de avalancha de Coliblanco, en el flanco SW del Turrialba. Las fallas Ariete y Elia poseen un potencial sísmico de Mw 6,2 y 6,0; respectivamente y, a través de ellas, se puede producir la generación de nuevos focos eruptivos y colapsos sectoriales.

Palabras clave: Graben volcánico, caldera de avalancha, falla en flor, morfoneotectónica, sismicidad, cuenca de tracción, volcán Turrialba.

ABSTRACT: The Turrialba volcano has a complex graben on its summit with an approximate strike of N50°E, a length of 3.5 km and a maximum width of 2.8 km. The boundaries of the graben are a complex system of left-lateral, strike-slip faults with normal component, several craters oriented N45°E and a collapse caldera oriented to the NE of 6 km long and 2.5 km wide. Two secondary cones are on its SW flank with N30°E orientation; all these elements show a NE volcanotectonic trend along 9 km. The analysis of secondary faults presents on its flanks, the morphoneotectonics and seismicity, together with morphovolcanic features, suggests a volcanotectonic model more complex than those proposed in the literature for this volcano. We propose the existence of a regional left-lateral strike-slip fault, oriented SW-NE, which forms a flower structure at the surface, generating a complex graben bounded by the Elia and Ariete faults. The transtensive stress favored the formation of the craters and escarpments, whereas the transpressive stress produced a dome fold structure and highly fractured areas. The zones of weakness and possible folding favored the formation of a sectoral collapse toward the NE, with the associated development of one or several volcanic debris avalanche deposits. A similar mechanism could be the trigger of the Angostura volcanic debris avalanche 17 ka ago, from the Coliblanco avalanche caldera on the SW flank of Turrialba. The Ariete and Elia faults have a seismic potential of Mw 6.2 and 6.0, respectively. The generation of new eruptive volcanic vents and sector collapses along these faults can also occur in the future.

Keywords: Volcanic graben, avalanche caldera, flower structure, morphoneotectonics, seismicity, pull-apart basin, Turrialba volcano.

INTRODUCCIÓN

El volcán Turrialba (aprox. 3325 m s.n.m), ubicado en el límite oriental de la cordillera volcánica central (CVC) de Costa Rica, constituye un estratovolcán complejo, que comparte la misma base con el volcán Irazú y se encuentra aproximadamente a 16 km al NW de la ciudad de Turrialba. Posee la particularidad de ser el único volcán activo de la CVC de Costa Rica que está desplazado hacia la parte trasera del eje volcánico principal (Porvenir-Poás-Barva-Irazú), ubicado 10 km al NE del Irazú, con focos volcánicos alineados en sentido NE-SW, por lo que difiere también del resto de los volcanes de la CVC, que poseen desarrollo de estratovolcanes menores y conos satelitales en sentido N-S (Alvarado et al., 1986; Montero, 1994).

El Turrialba es uno de los cinco volcanes históricamente activos de Costa Rica, donde se han verificado al menos siete periodos explosivos principales en los últimos 3500 años y, dentro de ellos, su primer periodo de actividad histórica se registró en 1864-1866 (Reagan et al., 2006) y uno

nuevo se inició en el 2010 y se mantiene hasta el presente (última erupción al momento de la edición, el 28 de julio del 2019).

La característica morfotectónica más importante del volcán Turrialba es su graben cuspidal NE-SW y una caldera de avalancha desportillada hacia el NE, limitada por las fallas Ariete y Elia (Soto, 1988; Reagan et al., 2006) que, junto con la alineación de cráteres y conos secundarios, revelan un control estructural en este macizo (Alvarado et al., 1986). En la literatura existe información general sobre el tipo de fallas que se presentan en el graben del macizo, particularmente en los trabajos de Soto (1988, 2012), Reagan et al. (2006) y Linkimer (2003). Sin embargo, existen pocos datos estructurales y morfotectónicos en detalle. Debido a lo anterior, surgen varias inquietudes: ¿Por qué cambia la dirección de los esfuerzos corticales y alineamiento de estructuras principales entre el Irazú (N-S y E-W) y el Turrialba (NE-SW)? ¿Se puede explicar de una mejor manera el origen de la compleja morfología del graben/caldera de avalancha/circo glaciar (?) (Reagan et al., 2006) del complejo volcánico

Turrialba? y ¿Tendrán relación volcanoestructural y temporal con la caldera de avalancha de Coliblanco? (Alvarado et al., 2004).

Partiendo de estas interrogantes y otras tratadas más adelante, el presente trabajo tiene como objetivo realizar una descripción geomorfológica y estructural más detallada de las estructuras volcánicas, tectónicas y erosivas citadas de la cima del Turrialba. Además, de manera más ambiciosa, el trabajo pretende proponer un modelo volcanotectónico que responda a los cuestionamientos, así como abrir la discusión sobre la naturaleza de las estructuras presentes en el volcán Turrialba.

METODOLOGÍA Y TERMINOLOGÍA

Se recopiló información bibliográfica extensa con el fin de conocer trabajos previos sobre este tema, abarcando ramas de la geología como la geomorfología, la tectónica y la sismología. Se consultaron textos y mapas, tanto en físico como en digital, ubicados en la base de datos de la biblioteca de geología de la Universidad de Costa Rica, bibliotecas privadas e información académica de la RSN y del OVSICORI.

Por otro lado, se realizó trabajo de campo en el I Semestre del 2019 en el volcán Turrialba y alrededores, para el levantamiento y descripción de cortes geológicos, en busca de evidencias de fallamiento; también toma de datos estructurales y observación de la geomorfología del sitio. Además, se utilizó un *drone* (vehículo aéreo no tripulado) con el fin de tomar fotografías aéreas oblicuas para la observación de geoformas.

Para el análisis morfotectónico del macizo se utilizaron fotografías aéreas de *drone*, también las tomadas con cámara manual. Asimismo, se utilizó imágenes satelitales de *Google Earth*, pares estereoscópicos de fotografías aéreas del proyecto TERRA y sobrevuelos del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Para la creación de mapas, se utilizaron Sistemas de Información Geográfica (SIG), como QGIS e Ilwis; también una base topográfica con curvas de nivel extraídas del IGN (2016). Estos mapas tienen una escala 1:25 000, con curvas guía cada 20 m y auxiliares cada 10 m, lo que permitió la generación de modelos de sombras y de

elevación digital (MED) del sitio con resolución de 10 m, con el fin de mejorar el análisis de las morfologías asociadas con el fallamiento en esta zona. Aunado a esto, se aplicó a la base topográfica un análisis morfométrico direccional (Wood, 1996; Willson y Gallant, 2000), para resaltar las geoformas asociadas al fallamiento y ayudar a la interpretación morfotectónica del volcán. Se utilizó el complemento de análisis de dirección de pendientes de Qgis, con una partición en dos rangos (0-180° y 180-360° azimut).

Se recolectó información de sismos extraídos de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE), dentro de la cual también se encuentran señales provenientes del OVSICORI (UNA), cuya base de datos abarca desde 1991 hasta marzo del 2019. En la recopilación de sismos se establecieron parámetros preliminares como: profundidad menor a 10 km; magnitud mayor a 2,5 M_w ; cobertura azimutal (gap) <100; número de estaciones mínimo de 15; rms menor a 0,5. Así se obtuvieron 22 sismos con una buena localización. La lectura manual de las llegadas de artículos se realizó utilizando el paquete de software SEISAN. Se aplicó un esquema de pesos para la lectura de fase, con factores de calidad que varían entre 0 para la incertidumbre de lectura más baja ($\pm 0,05$ s) a 4 ($> 0,4$ s); para lecturas con incertidumbre mayor no se usaron para modelar. Se determinaron los mecanismos focales para eventos con la mejor calidad de ubicación y con al menos 15 polaridades; estos criterios generaron 7 eventos. Los mecanismos focales se determinaron con el programa FOCMEC (Snook et al., 1984), utilizando polaridades de onda P. Se indagaron soluciones cada 5°, de manera que estos planos permitieran separar totalmente los grupos de observaciones de compresión y dilatación. La calidad de los mecanismos focales se determinó de acuerdo con el número de polaridades disponibles, su distribución azimutal, el número de errores de polaridad y el número de soluciones posibles. Se realizaron categorías donde se eligió como calidad A, a aquella con un número de soluciones menor a 50, todas ellas con poca variación entre sí, mientras que las de calidad B poseen un evento con mayor Gap, menos polaridades y más de 50 soluciones. Es importante tener en cuenta que la localización de los

sismos y la creación de mecanismos focales se realizó con el modelo de corteza utilizado por la RSN, el cual toma como base 0 km el nivel del mar; esto debe ser tomado en cuenta cuando se trabaja con estructuras volcánicas someras (Cuadro 1).

En el presente trabajo se va a denominar caldera de avalancha (Leyrit, 2000), también llamada depresión de avalancha (Szakács y Seghedi, 2000), al anfiteatro de un colapso sectorial en un volcán con bordes escarpados y limitado por fallas de deslizamiento laterales, que originó un depósito de avalancha de escombros volcánica. El término avalancha de escombros volcánica o avalancha volcánica, como una traducción del término en inglés, *volcanic debris avalanche*, es de amplio uso y aceptación dentro de la comunidad científica vulcanológica hispanoparlante (García-Cacho, 2010; Murcia et al., 2013).

MARCO TECTÓNICO Y TRABAJOS PREVIOS

Las unidades geológicas que construyen el macizo del volcán Turrialba se dividen en dos grandes grupos: Paleo-Turrialba (600-250 ka) y Neo-Turrialba (<250 ka). Neo-Turrialba (aproximadamente 90 km²), que corona el macizo y es de interés para este trabajo por poseer las mejores evidencias de fallamiento del sistema Ariete-Elia, tuvo dos fases constructivas importantes: 100-60 ka y 10 ka-Presente (Ruiz et al. 2010). Con coladas de lava basálticas hasta dacíticas de edades entre los 99 ka y los 3 ka; mientras que los conos parásitos Armado (61 ka) y Tiendilla, que forman parte de este conjunto, poseen coladas de lava principalmente basálticas hasta andesíticas (Ruiz et al. 2010).

Cuadro 1

Datos de las soluciones focales

Fecha y hora	Coordenadas	Profundidad	rsm	Magnitud	Picks	Polaridades	Clasificación	Soluciones	Rumbo	Ángulo	Rake
8/5/2014 07:53	10.065 -83.769	4,4	0,3	3,3	48	20	A	1	201,06	70,79	-29,84
17/10/2014 02:35	10.053 -83.766	3,3	0,4	3,4	61	23	A	1	31,78	67,48	45,9
24/5/2016 20:17	10.029 -83.763	2,0	0,3	4,1	53	30	A	5	90,43	71,25	-7,1
29/7/2016 22:44	10.030 -83.763	2,4	0,3	3,2	35	22	A	1	58,14	75,52	3,97
15/4/2018 02:26	10.034 -83.749	3,1	0,2	3,0	29	18	B	255	212,58	34,78	42,19
15/4/2018 05:07	10.033 -83.756	4,1	0,5	3,2	40	23	A	1	68,03	75,52	74,5
21/4/2018 01:43	10.018 -83.756	0,8	0,2	2,9	17	12	B	75	91,54	81,69	18,26

Los productos explosivos varían composicionalmente desde basaltos hasta dacitas y se intercalan con coladas de lava (Reagan et al., 2006; Ruiz, et al., 2010). Entre estas capas, las tefras representadas por niveles centimétricos hasta métricos de cenizas y lapilli con paleosuelos, con colores y tonos variados (blanquecinos, anaranjados, cafés y casi negros) con edades inferiores a 3 ka (Reagan et al., 2006) son las que interesan en el presente trabajo, dado que las fallas secundarias asociadas a la Ariete cortan esta secuencia piroclástica.

El volcán Turrialba está emplazado en una zona de fractura con dirección NE, con fallas transversales y traseras al eje volcánico de la CVC (Stoiber y Carr, 1973), aunque a nivel más regional está influenciado por diversas fallas con rumbos NE-SW, E-W y NW-SE (Fig. 1) en sus diversas vertientes y flancos (Soto, 1988; Montero, 1994; Linkimer, 2003).

El Neo-Turrialba presenta un control estructural principal evidenciado por sus tres cráteres principales alineados NE-SW (cráter SW o Activo, cráter Central y cráter NE), los conos secundarios Armado y Tiendilla en su flanco SW con orientación NE (Alvarado et al., 1986), estructuras lineales relacionadas con las fallas Ariete y Elia a lo largo de un graben cuspidal (Soto, 1988; Linkimer, 2003) y una caldera de avalancha abierta hacia el NE (Soto, 1988; Reagan, 1987), lo que confirma la zona de debilidad tectónica (Stoiber y Carr, 1973). Esta caldera de avalancha y sus depósitos hacia Bajos de Bonilla o Bajos del Volcán, es propuesta por Reagan et al. (2006) como una morfología presuntamente modificada por la presencia de un glaciar durante la última glaciación, aspecto todavía no demostrado.

La falla Ariete, junto con la falla Elia, conforman los límites de este graben, que afecta al macizo generando importantes morfologías; la falla Ariete se encuentra al SSE del volcán, mientras que la Elia al NNE (Soto, 1988). Soto (1988, 2012) menciona que la traza de la falla Ariete posee una longitud de 11 km y un escarpe fácilmente identificable en fotografías aéreas; además, hace mención a fallas normales sintéticas en piroclastos de menos de 2000 años de antigüedad en la cima del volcán, por lo que la asocia con actividad neotectónica en perfecto alineamiento con el escarpe de la quebrada Ariete (S-

SE del macizo). Adicionalmente, Soto (2012) ha identificado pequeñas fumarolas y salidas de vapor en el sector sur del volcán, precisamente en el trazo de la falla Ariete. Por otro lado, menciona que morfológicamente la falla Elia se define con base en el lineamiento NE de los cráteres ubicados en la cima del volcán Turrialba y en el escarpe del río Elia (NNE). Por último, Linkimer (2003) interpreta una falla transcurrente sinistral hacia el NE de la caldera de avalancha que posee el mismo rumbo de la falla Elia.

Linkimer (2003) asigna una longitud de 8 km a la falla Ariete, con orientación N40°E y menciona que posee un escarpe muy lineal de aproximadamente 20 m de altura, la considera normal y con planos de falla presumiblemente verticales. Este mismo autor, le atribuye tres segmentos: el más occidental posee una expresión débil y se caracteriza por un cambio de pendiente y por un tramo lineal de 250 m y 500 m en el cauce de los ríos Turrialba y Jesús María. El segmento central tiene un carácter prominente, caracterizado por un contraescarpe lineal de hasta 20 m de altura, donde discurren tanto la quebrada Ariete como el río Aquiares, en un tramo cercano al kilómetro. Por último, el segmento oriental se ubica en el camino de ascenso al volcán; se trata de una expresión juvenil que corresponde con un contraescarpe de 5 m de altura y un valle lineal de una pequeña quebrada. Por otro lado, Linkimer (2003) considera la falla Elia como una falla normal con un rumbo que varía entre N20°E y N45°E.

La sismicidad igualmente apoya la existencia de fallamiento activo. Los estudios sísmológicos en el volcán Turrialba se iniciaron en 1982, donde se registraron dos enjambres sísmicos dentro del edificio volcánico. Inicialmente, Güendel (1985) estudia un enjambre que ocurrió en el flanco SW del Turrialba y SE del Irazú, entre el 4-5 de junio con una magnitud máxima de 2,8 M_w , mientras que el otro enjambre se reporta el 23-24 de septiembre de ese año con una magnitud máxima de 4,0 M_w . Ambos con una longitud de ruptura de 12 km (Morales y Montero, 1984; Güendel, 1985; Barquero y Alvarado, 1989) (Cuadro 1).

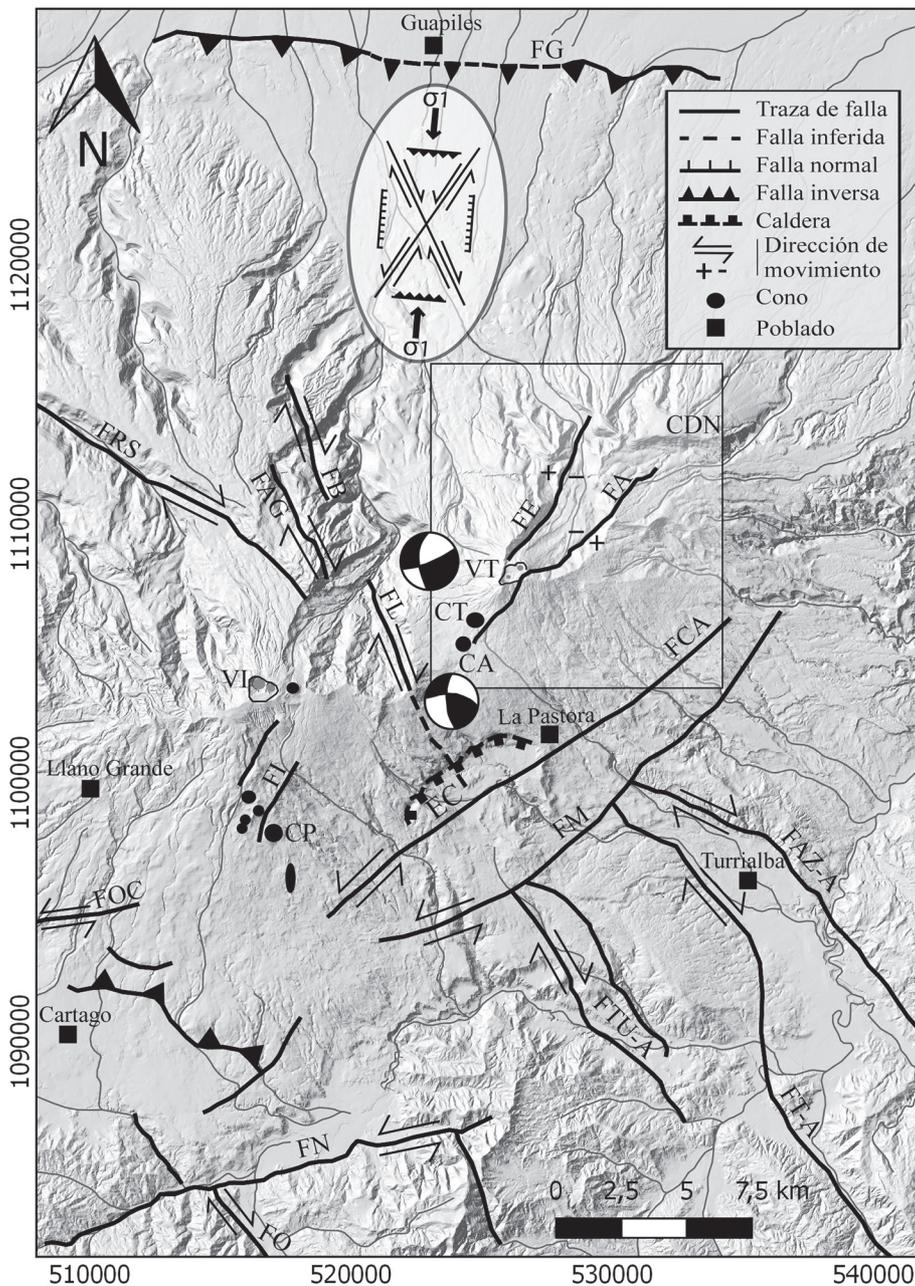


Fig. 1: Marco tectónico asociado al macizo del Turrialba. Se observa el sistema de fallas en relación a la zona de estudio: falla Guápiles (FG), falla Río Sucio (FRS), falla Blanquito (FB), falla Liebres (FL), falla Elia (FE), Falla Ariete (FA), falla Irazú (FI), falla Capellades (FCA), falla Maravilla (FM), falla Ochomogo (FOC), falla Navarro (FN), falla Orosi (FO), falla Tucurrique-Atirro (FTU-A), falla Turrialba-Atirro (FT-A) y falla Azul-Atirro (FAZ-A). Además, se observan los macizos del volcán Turrialba (VT) e Irazú (VI), así como los cerros Dos Novillos (CDN), Tiendilla (CT), Armado (CA), Pasquí (CP) y el escarpe Coliblanco (EC). Hacia el norte de la figura, se observa el elipsoide de esfuerzos interpretado para el régimen tectónico presente. Se incluyen mecanismos focales de Güendel (1985).

Según Fernández et al. (1998), el sismo de mayor magnitud reportado en setiembre fue de 3,6 M_w en la falda SW del volcán Turrialba y en el enjambre de junio se registraron 4 sismos con magnitud entre 2,5 y 3,6 M_w . Las principales localidades donde fueron sentidos los sismos son: San Rafael de Irazú, Pacayas, Buenos Aires de Alvarado, La Esperanza y Santa Cruz de Turrialba; las primeras tres localizadas al sureste del cráter del Irazú y las dos últimas más cerca del volcán Turrialba, lo que sugiere que los principales eventos ocurrieron al WSW del Turrialba (Fernández et al., 1998). Con respecto a los eventos sísmicos principales, los movimientos se concentraron entre los dos macizos volcánicos, específicamente entre los cerros Tiendilla y Liebres, consistente con los reportes de intensidad, ya que fue al sur de ambos conos donde se sintieron más fuertemente los sismos. Según Fernández et al. (1998), las ubicaciones epicentrales permiten asociarlos con las fallas Ariete y Elia.

Por otra parte, Güendel (1985) y Fernández et al. (1998) encontraron una solución de mecanismo focal compuesto, con uno de sus planos nodales de rumbo N46°E de tipo inverso, con componente transcurrente sinistral, lo que se aproxima a la orientación de las fallas Ariete y Elia (Cuadro 2)(Fig. 1), el cual fue asociado con la zona de debilidad volcanotectónica con dicha orientación (Alvarado et al., 1986).

EL GRABEN COMPLEJO DEL TURRIALBA

Evidencias morfotectónicas

El macizo volcán Turrialba presenta múltiples evidencias de fallamiento reciente, colapsos volcánicos sectoriales y crecimiento de estructuras relacionadas con la acumulación de productos volcánicos, todo esto se traduce en un complejo sistema tectovolcánico. Para simplificar su estudio, se dividió la zona de fallamiento (falla Ariete y Elia) en dos dominios morfotectónicos que se describen a continuación:

Dominio morfotectónico NE

Este dominio se caracteriza por la presencia de tres cráteres volcánicos y una depresión normalmente interpretada como un graben con un colapso sectorial asociado (Fig. 2). Los cráteres están alineados a lo largo de 1,3 km y están orientados N55°E. El graben posee 3,5 km de largo, 2,8 km de ancho, alturas entre 400-800 m, con paredes subverticales que poseen ángulos de inclinación promedio de 50° y máximo de 75°. Su orientación aproximada es de N50°E y está limitado por un sistema complejo de fallas (Ariete y Elia, extendidas paralelamente) definido en la literatura como del tipo normal (Linkimer, 2003). La zona de colapso se caracteriza por ser una caldera de avalancha que comparte el espacio con el graben, de 6 km de longitud y 2,5 km de ancho, con una orientación similar a la del graben, sin embargo, en su sección final presenta un cambio de rumbo y está desportillando hacia el N (Fig. 2).

La morfología presente en los escarpes principales en este dominio muestra un patrón de drenaje medianamente disectado y una disposición irregular, que evidencian su naturaleza principalmente erosiva, asociada a uno o varios episodios de avalancha. Además, su ligera tendencia rectilínea se puede explicar por un control estructural por parte del sistema de fallas presente. Resumiendo, es probable que la avalancha volcánica aprovechara las zonas de debilidad causadas por las fallas y esto favoreció su extensión y disposición similar a la estructura de graben. Por esta razón, lo más factible es que los planos reales de las fallas Ariete y Elia en este dominio posean una mayor inclinación a la presentada en la topografía.

Una de las morfologías asociadas al fallamiento más importante de este dominio es el alineamiento de algunas quebradas. En el caso de la falla Ariete, varios drenajes se alinean con dirección N60°E por un tramo de 3 km, mientras que para la falla Elia, la quebrada homónima se alinea con dirección N50°E por un tramo de 2 km.

Otra de las morfologías, con el mismo rumbo de las fallas Ariete y Elia, se localiza en el límite E del colapso (coordenadas 529488E-1111540N),

en correspondencia con dos alineamientos de quebradas que discurren hacia el NE con dos escarpes que cortan el borde del anfiteatro, presentando un movimiento sinistral, los cuales coinciden con lo

fotointerpretado por Linkimer (2003) en las fotografías del proyecto TERRA. Estos escarpes, se asocian con la falla Ariete y Elia; para la falla Ariete, la longitud es de aproximadamente 1,3

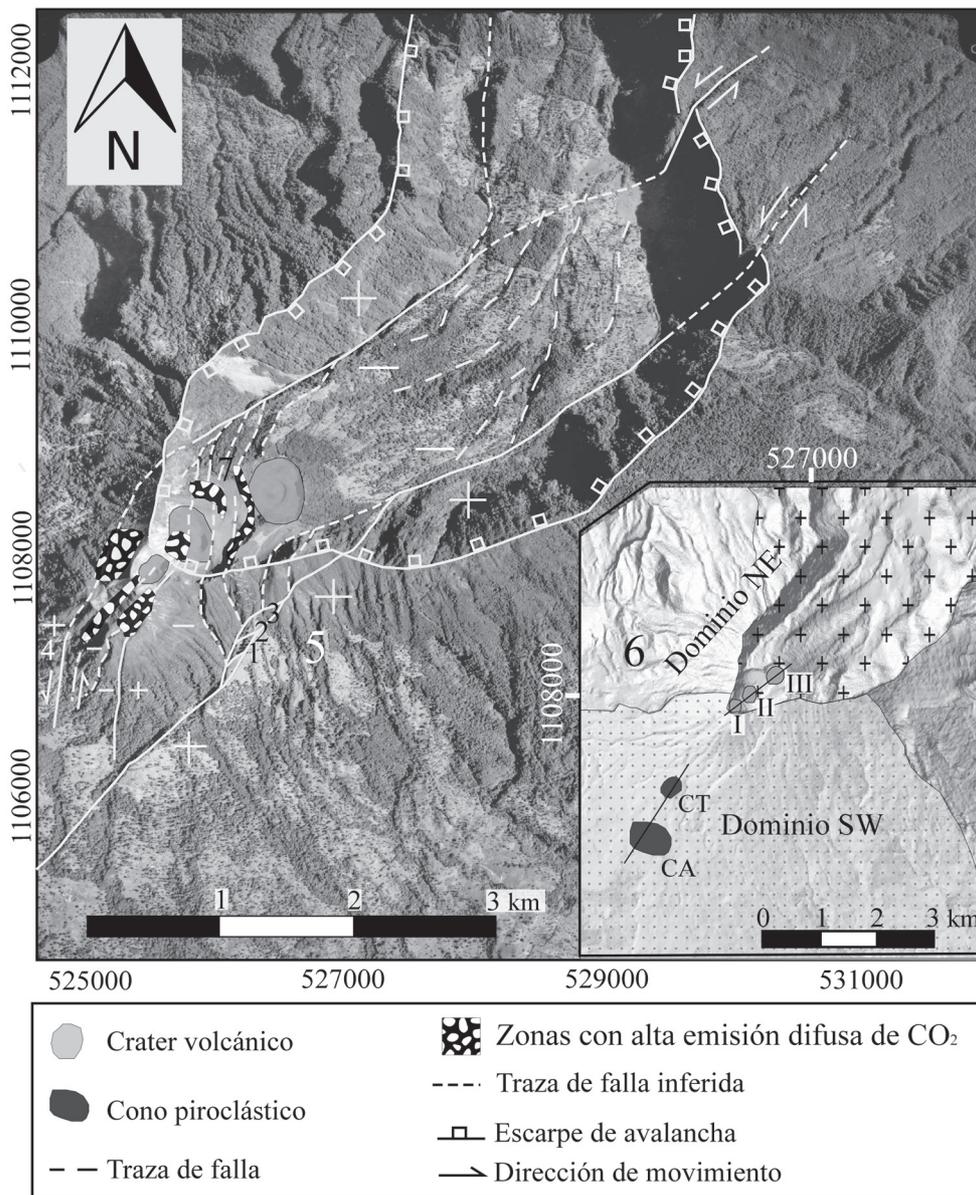


Fig. 2: Dominios y evidencias morfotectónicas en el macizo volcánico Turrialba, basadas en Soto (2012) y en fotointerpretación, método morfométrico de análisis direccional y trabajo de campo. Las zonas de emisión difusa de CO₂ se basan en Epiard et al. (2017). Los números arábigos muestran la ubicación de los afloramientos trabajados. En el recuadro de dominios se observa el alineamiento de los tres cráteres del volcán (I: cráter SW (actualmente activo), II: cráter central, III: cráter NE) y el alineamiento de los conos Armado (CA) y el Tiendilla (CT).

km y la inclinación del escarpe es de 65°; mientras que para la falla Elia, su longitud es de 900 m y su inclinación de 70° (Fig. 2).

Asimismo, el sistema de fallas en este dominio genera posibles lomos de presión (528040 E-1110762 N) observados en las fotografías aéreas e imágenes de *Google Earth TM*, los cuales se manifiestan con un levantamiento de la superficie alineado con las trazas de falla. Finalmente, en la zona de cráteres se presenta una serie de morfologías leves, bordes de cráteres inusualmente lineales (525964 E-1107969 N) y pequeñas lomas y depresiones alineadas (526272 E-1108166 N), potencialmente asociables con pequeñas fallas normales de orientación N-S, que revelan probables esfuerzos de extensión.

Por otra parte, los trazos morfoestructurales del cráter SW o Activo visto con binoculares, sugieren que sus paredes internas presentan gran cantidad de fracturas verticales de primer orden, de longitud decamétrica y otras de segundo orden oblicuas, e incluso posibles estrías y escalones de falla, al parecer no originados por la escorrentía superficial, indicando un alto grado de fallamiento y fracturamiento en dicho sector cratérico, justo en donde en el presente período eruptivo se han formado varias bocas eruptivas.

Dominio morfotectónico SW

En el flanco SW del volcán Turrialba se observan morfologías erosivas y tectónicas menos prominentes que en el dominio NE, entre las que se cuentan alineamientos (escarpes, rellanos de falla y conos) y fallamiento asociado mayoritariamente a la falla Ariete (Fig. 2). Los conos secundarios, Tiendilla y El Armado (Fig. 2), poseen una forma aproximadamente circular en planta, con diámetros cercanos a 300 m y 500 m, respectivamente, los cuales se encuentran alineados N30°E y a una distancia máxima de 3 km al SW del cráter Activo. Esta disposición de conos deja en evidencia una zona de alineación volcanotectónica de aproximadamente 4 km de longitud.

Con los recientes procesos volcánicos originados en el cráter activo, que se han presentado desde el 2010 al 2019 (salida de cenizas y gases), el bosque en este sector se vio afectado con la

pérdida de vegetación por lo que la denudación incrementó. Ello dejó visible en fotografías e imágenes satelitales, así como a simple vista, la presencia de estructuras morfoestructónicas no descritas en la literatura. Con una orientación N20°E, se ubican dos escarpes paralelos entre sí y con una separación de aproximadamente 120 m (Fig. 2 y 3). El escarpe más grande posee una longitud de 800 m y una altura de hasta 8 m, mientras que el escarpe más pequeño tiene una longitud de 140 m y su altura no supera los 4 m. Estas expresiones cortan y desplazan sinistralmente varios canales de drenaje que descienden del volcán; presentan desplazamientos de 50 m hasta 100 m y están posiblemente asociados a la falla Elia (Fig. 2 y 3).

Con respecto a las expresiones de la falla Ariete, en este sector se presenta un escarpe de 4,5 km de longitud, orientación N35°E y una altura de hasta 20 m. Desde el borde sur de la zona de cráteres (donde Reagan et al., 2006 describen un afloramiento con fallamiento) se extienden una serie de quebradas con tendencia lineal y orientación cercana a N-S, con longitudes que no superan los 700 m, que convergen hacia el escarpe de la falla Ariete y evidencian posible movimiento normal.

Otra expresión morfológica en este dominio se asocia con dos escarpes (526322 E-1107190 N) también paralelos y lineales, que poseen una orientación N35°E y que tienen una altura cercana a los 10 m. Estas morfologías se asocian a bloques estructurales con movimiento normal secundario de la falla Ariete en dicho sector, causado por el régimen de extensión local.

Evidencias directas de fallamiento

En el sector de los cráteres del volcán, así como en los flancos SW y SE, se identificaron siete afloramientos que se asocian con fallamiento. Tres de estos sitios se asocian directamente con la falla Ariete, los cuales son:

Afloramiento 1

Se ubica cerca de la casa de guardaparques (526376 E-1107257 N) y presenta 2,5 m de alto por 3 m de largo. Se observaron capas de cenizas



Fig. 3: Vista lateral del flanco SW del volcán Turrialba. Se observan dos fallas paralelas secundarias asociadas a la falla Elia y el desplazamiento lateral de las quebradas, además de estructuras extensivas hacia la derecha del cono volcánico.

cortadas por una falla con desplazamiento aparente normal. Las capas presentan una separación vertical de 36 cm (Fig. 4).

Afloramiento 2

Se localiza cercano al refugio de protección para balísticos N.º 7 (526431 E-1107357 N); el afloramiento presenta dimensiones de 60 cm de alto por 1,3 m de largo. En la base se observa una capa centimétrica de lapilli con ceniza muy alterada (asociado probablemente con actividad freática); sobre esta se presenta una capa de ceniza gris media con espesor variable (15-22 cm). Estas capas se encuentran cortadas por una falla con un movimiento inverso aparente (25 cm aproximadamente). Hacia el techo, se encuentra una capa centimétrica de suelo compuesto de ceniza fina, seguida de una capa decimétrica de lapilli, las cuales no presentan fallamiento (Fig. 5).

Afloramiento 3

Se observó en las coordenadas (526474 E-1107483 N, altitud: 3150 m s.n.m.) un manantial que aflora cercano al escarpe de la falla Ariete. Considerando la presencia de la falla, la gran altitud del manantial (uno de los más elevados del país) y el hecho de que solo en ese sector se pudo observar la emanación de agua, se podría relacionar con la tectónica, pero requiere más estudios a futuro.

El siguiente afloramiento se asocia con la falla Elia:

Afloramiento 4

Se localiza en las coordenadas (525002 E-1107119 N) y corresponde con uno de los drenajes desplazados sinistralmente al SW del volcán, específicamente en la zona de inflexión en la

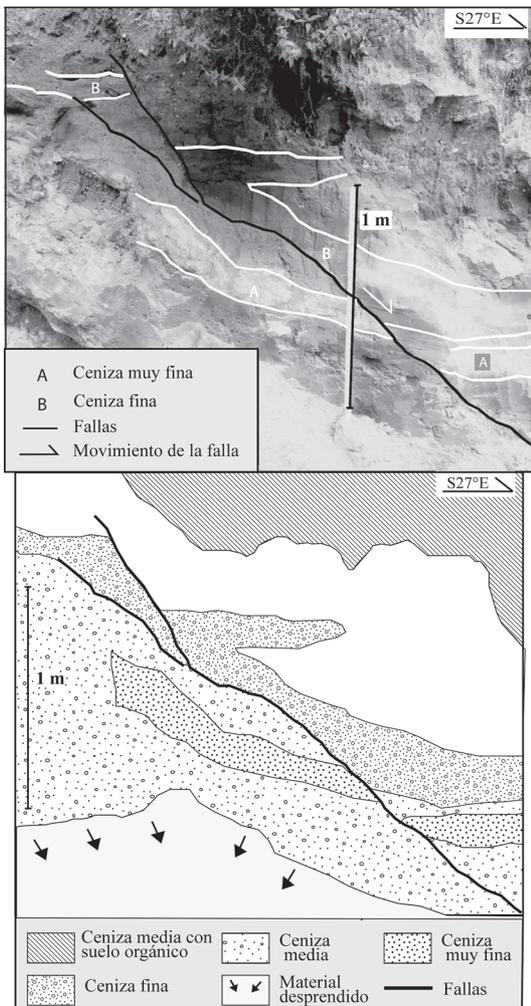


Fig. 4: Afloramiento 1. Ubicado cerca de la casa de guardaparques (526376 E-1107257 N). Se observan capas de ceniza de diferente granulometría afectadas por una falla con desplazamiento aparente normal con una separación de 36 cm, falla secundaria asociada a la falla Ariete.

topografía provocada por la falla. En el borde del cauce de este canal se observan capas de ceniza centimétricas a métricas con buzamientos subhorizontales, que no son coincidentes con los buzamientos típicos de los depósitos en la ladera del volcán, que suelen estar inclinados a favor de la pendiente del flanco.

En otros tres afloramientos se recuperaron evidencias de movimientos tectónico, aunque no

se asocian con alguna falla en específico, pero sí con el sistema en general:

Afloramiento 5

Se localiza cerca de “la casa de los Ulloa” (526772 E-1107035 N). Se observaron capas centimétricas de ceniza fina en la base, cortadas por al menos 7 fallas secundarias con separaciones normales aparentes de 20 cm. También se observaron capas métricas y centimétricas con intercalaciones de ceniza media y lapilli cortadas por fallas, con separaciones verticales de 13 cm. Hacia el techo se observa solo una capa métrica de ceniza media, lapilli y suelo sin desplazamiento alguno (Fig. 6).

Afloramiento 6

Se localiza en el flanco W del volcán Turrialba, en la quebrada División (523944 E, 1108412 N), donde se observa la presencia de una falla cubierta por ceniza reciente, con rumbo N75°-80°W y buzante 65°S con una componente de rumbo dextral.

Afloramiento 7

En la zona de los cráteres del volcán Turrialba (526266 E, 1108349 N), se observa la presencia de una falla con una orientación N5°E, y que corta el cerro San Enrique. Esta es la comprobación de la falla descrita por Reagan (1987) mencionada anteriormente.

Evidencias de cinemática de fallas

Las evidencias de cinemática de falla presentes en el macizo se dividen en tres tipos, dos de ellos se describieron anteriormente como criterios morfotectónicos (escarpes y canales de drenaje desplazados sinistralmente) (Fig. 2 y 3) y criterios directos (desplazamientos aparentes vistos en cortes geológicos que evidencian movimiento normal e inverso). El tercero son los criterios sísmicos, que corresponden con los mecanismos focales realizados para este trabajo, cuyos epicentros están localizados a lo largo del

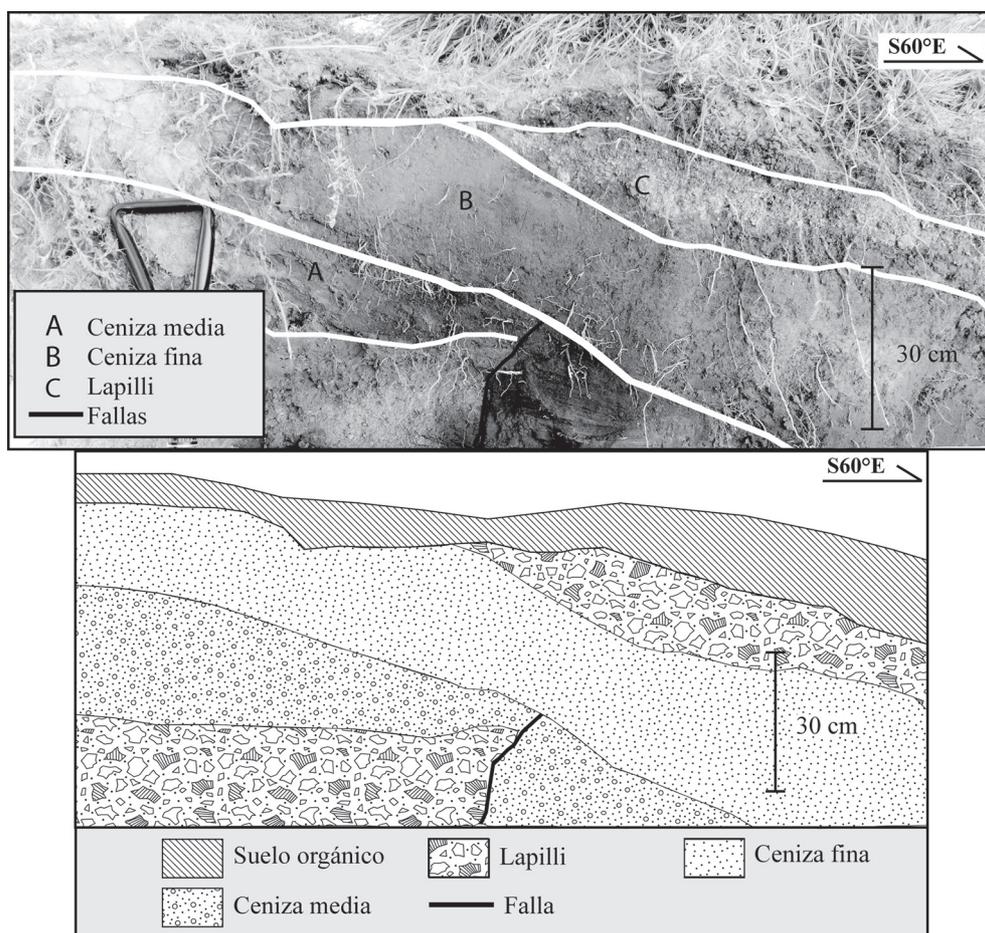


Fig. 5: Afloramiento 2. Localizado cerca del refugio de protección para balísticos (526431 E-1107357 N). En el esquema se muestran capas de ceniza muy alteradas, asociadas a actividad freática; además, sobresale la presencia de una falla con un movimiento inverso de 25 cm, aproximadamente, cortando las capas de lapilli y ceniza media que componen el afloramiento, entre las capas A y B existe un límite erosivo.

sistema Ariete-Elia (Fig. 7) y revelan movimientos de rumbo sinestrales e inversos.

MODELO VOLCANOTECTÓNICO

Está bien establecido que, en la parte central de Costa Rica, el eje compresivo máximo de esfuerzos horizontales posee un rumbo general promedio de N10-22°E (Montero, 1994; López, 1999). Esta deformación tectónica por la acción de esfuerzos, puede dar lugar a varios tipos de fallamiento:

compresivo, que involucra fallas inversas (con orientación cercana a E-W) y plegamientos: extensional, dominado por fallas normales (con orientación cercana a N-S) y fallas de rumbo dextrales (principalmente con orientación NW) y sinestrales (principalmente con orientación NE), además de sistemas de fallas compuestas siguiendo un modelo teórico de cizalla tal y como fue propuesto originalmente por Riedel (1929), Ramsay (1967) y, para el país, por Montero (1994, 2001).

El modelo estructural manejado en la literatura, de un graben simple con orientación NE en

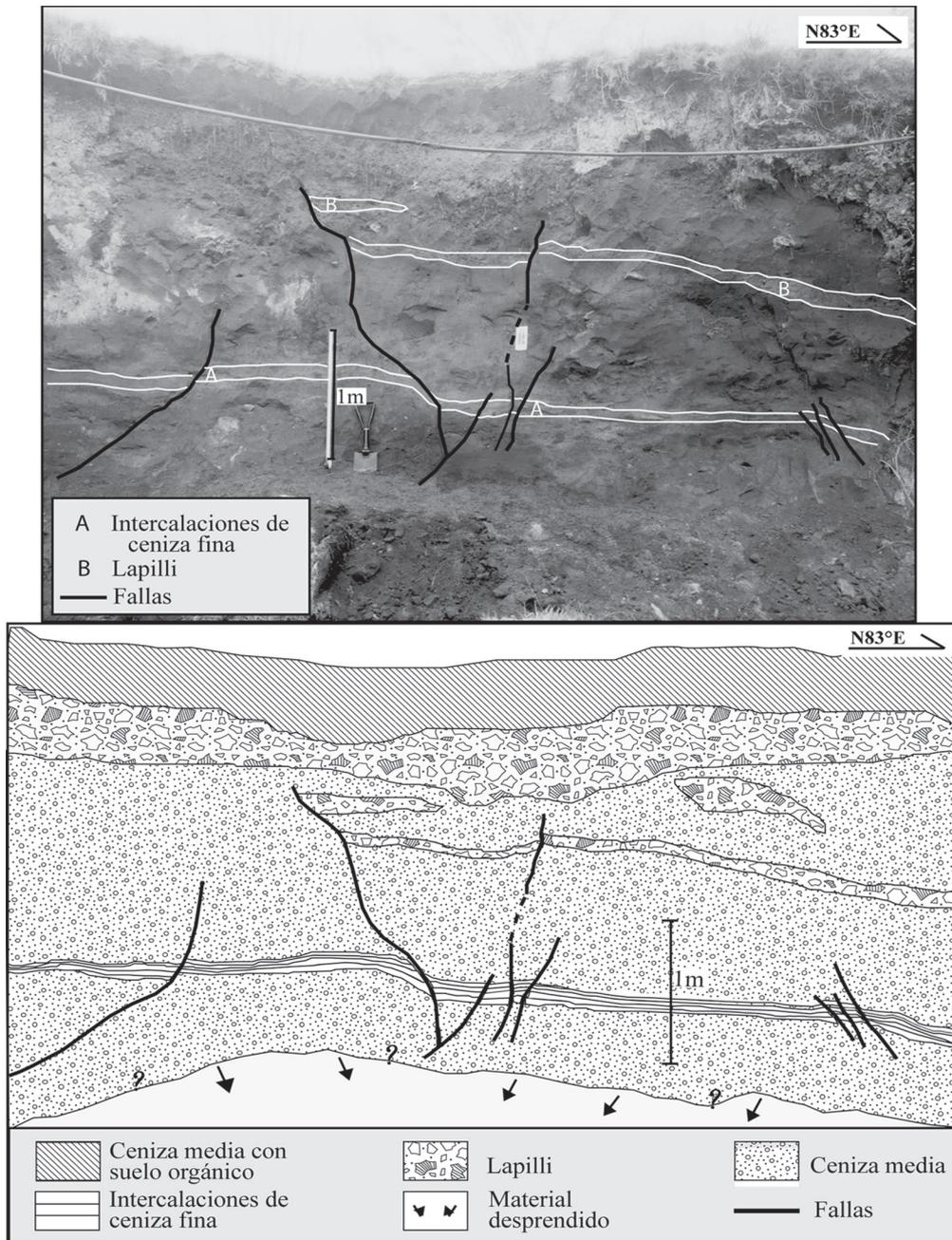


Fig. 6: Afloramiento 5. Ubicado en el camino de ascenso al volcán, cercano a “la casa de los Ulloa” (526772E-1107035 N); en el esquema se observan capas de ceniza cortadas por fallas secundarias con evidencias de movimiento tectónico. Las fallas presentan desplazamientos verticales con separaciones aparentemente normales.

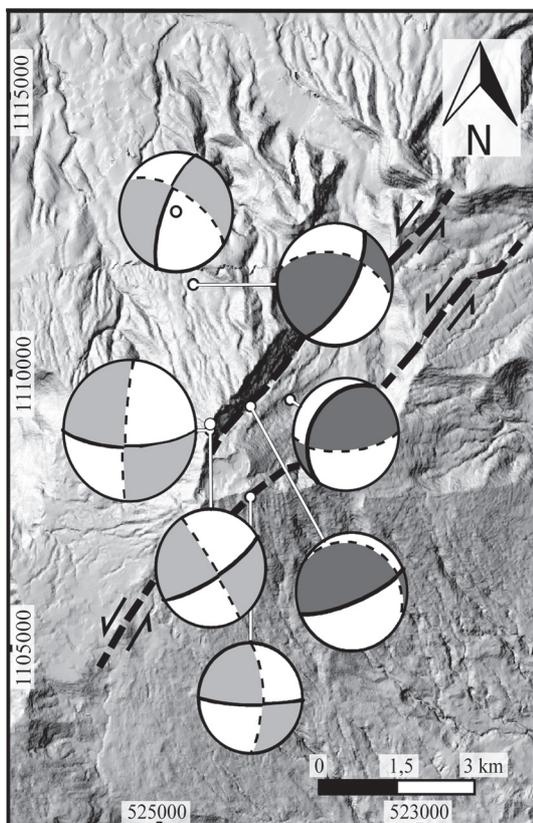


Fig. 7: Ubicación de los epicentros en el sistema de fallamiento para los eventos y sus mecanismos focales respectivos. Los mecanismos con planos nodales gris claro-blanco corresponden con fallamiento predominantemente de rumbo mientras que los gris oscuro-blanco con fallamiento inverso.

el Turrialba, permite explicar algunas evidencias directas del fallamiento, interpretadas como normales, que a su vez explicarían la formación de ciertos tipos de calderas de colapso sectorial perpendiculares a las fallas, tales como la Ariete y Elia (Melnick et al., 2006). Sin embargo, muchas de las evidencias encontradas en este trabajo y expuestas anteriormente, no pueden ser explicadas en su totalidad por un régimen estrictamente extensional, por lo que, deben existir otros procesos tectónicos más complejos en el macizo. Por esta razón se discute y analiza la información bajo el lente de un nuevo modelo a proponer.

Geométricamente, la falla Ariete se extiende a través de toda la zona volcánica, sin embargo, la falla Elia se extiende desde el NE hasta la zona de

cráteres, a partir de este sector no muestra expresiones superficiales; en un graben simple, ambas fallas cortarían los materiales de edad similar (como lo hacen en sector NE), pero en este macizo una de las dos fallas limitantes (Elia) deja de cortarlos en superficie de forma brusca. Aunado a esto, la falla Ariete en el sector de los cráteres presenta un cambio de rumbo de aproximadamente 15° , pasando de $N50^\circ E$ a $N35^\circ E$, sugiriendo una interacción más compleja entre ambas fallas. En la figura 1 se muestra el contexto tectónico regional de la zona y se puede observar que la orientación y posición de las fallas Ariete-Elia coincide con fallas de rumbo sinestrales en el diagrama de cizalla de Riedel (1929).

Morfológicamente, el colapso volcánico del Turrialba tiene una tendencia paralela a las fallas principales por varios km (alrededor de 4 km), no perpendicular a estos como sería de esperar en fallamiento normal, pero sí esperable en un fallamiento de rumbo. En las fotografías oblicuas se pudieron observar desplazamientos sinestrales en quebradas de las laderas al SW del volcán (Fig. 3), lo que es sugestivo de fallamiento de rumbo sinistral.

En un entorno puramente extensivo no se espera encontrar fallamiento con una componente inversa como el observado en el afloramiento 2 (Fig. 5) o los mecanismos focales inversos citados. Además, los planos de la mayoría de las fallas observadas en el campo y descritas en varios trabajos (sección marco tectónico y trabajos previos), incluyendo el presente estudio, poseen ángulos de inclinación altos (superiores a 70°) y en algunos casos subverticales, situación que no es coincidente con un fallamiento puramente normal, pero sí es esperable para zonas de fallas transcurrentes. La morfología, los mecanismos focales de Güendel (1985) (Fig. 1) y los realizados para este trabajo (Cuadro 2, Fig 7) sugieren una cinemática de rumbo sinistral (con componente inversa en el caso de Güendel, 1985). La orientación de los planos nodales (Fig. 7) apoya lo anterior, al ser similar a la de las fallas en la zona comprendida entre la finalización de la traza de la falla Elia, la zona de cráteres (con evidencias morfológicas y de emisión difusa de CO_2 para pequeñas fallas normales N-S, Fig. 3) y la continuación

Cuadro 2

Principales datos reportados de los enjambres sísmicos ocurridos en 1982 en el volcán Turrialba (basado en Güendel, 1985)

Ubicación del enjambre	Fecha	Eventos máximos por hora	Cantidad de eventos	Profundidad (km)	Magnitud máxima (M_w)	Área (km ²)
	4-5 de junio de 1982	20	>200	<4	2,8	60
Flanco SW del volcán Turrialba y SE del Irazú	23-24 de setiembre de 1982	200	---	<10	4,0	150

hacia el SW de la falla Ariete. Estas morfologías, la geometría de las trazas de falla, así como la cinemática, sugieren un régimen de extensión local y una interacción tipo cuenca de tracción entre las fallas, por lo que en este segmento del sistema se propone un régimen transtensivo (Fig. 8).

La zona en donde se presentan las fallas hacia el NE y se desarrolló el colapso lateral del macizo, posee escarpes paralelos a las trazas de falla con ángulos menores a 70° , que coincide con un modelo de graben (siendo las morfologías más prominentes en el Turrialba), pero también coincide con un modelo de fallas transcurrentes (cuyos planos se esperarían subverticales), porque la presencia de una caldera de avalancha sugiere que estos escarpes son principalmente erosivos y no los planos de las fallas Ariete y Elia exhumados por la erosión; probablemente deben su tendencia lineal al control por fallas, lo que explicaría su linealidad y ángulo menor al esperado. Los planos reales de las fallas se suponen más verticales en profundidad. Los desplazamientos sinestrales en el borde E del anfiteatro (Fig. 2) sugieren movimiento de rumbo sinistral para el sistema en este sector. Al ser las trazas de las fallas interpretadas en este sitio, semiparalelas, se espera una interacción de carácter compresivo para la masa entre ellas con un eje de máximo esfuerzo orientado aproximadamente N-S, lo cual es sugestivo de un régimen transpresivo local (Fig. 8). Los esfuerzos de compresión posiblemente generaron fallas inversas secundarias con orientación aproximada

E-W y un proceso de domificación (plegamiento) progresiva. Aunado a esto, la hidrotermalización de los materiales se vio favorecida por la densa fracturación que dio paso a los fluidos volcánicos. Todos estos factores ayudaron al despegue y formación del colapso sectorial o caldera de avalancha, que se tradujo en una o varias avalanchas de escombros volcánicas. La cuenca de tracción resultante es la caldera NE del volcán, modificada por la erosión posterior (escorrentía superficial y deslizamientos menores) pero poco probable por una antigua glaciación, aunque sí algo de nieve debió existir en la cumbre del Turrialba.

En vista de que el modelo de graben simple no coincide con las nuevas evidencias encontradas en el macizo durante esta investigación, ni con las evidencias anteriores, se propone un nuevo modelo volcanoestructural para el volcán Turrialba, en donde el control estructural del sistema de fallamiento Ariete-Elia (Fig. 8 y 9), resulta mejor explicado por un comportamiento complejo de transtensión y transpresión a lo largo del edificio volcánico (Fig. 8). Ambas fallas se proponen como transcurrentes sinestrales con una componente normal, donde en el sector NE son paralelas por varios kilómetros bajo un régimen transpresivo por la naturaleza de su movimiento y su geometría. En la zona de los cráteres se da un relevo y la falla Elia no continúa cortando hacia el SW. Por otro lado, la falla Ariete y los conos secundarios presentan un cambio de rumbo de unos $20-30^\circ$ con respecto a los cráteres principales y

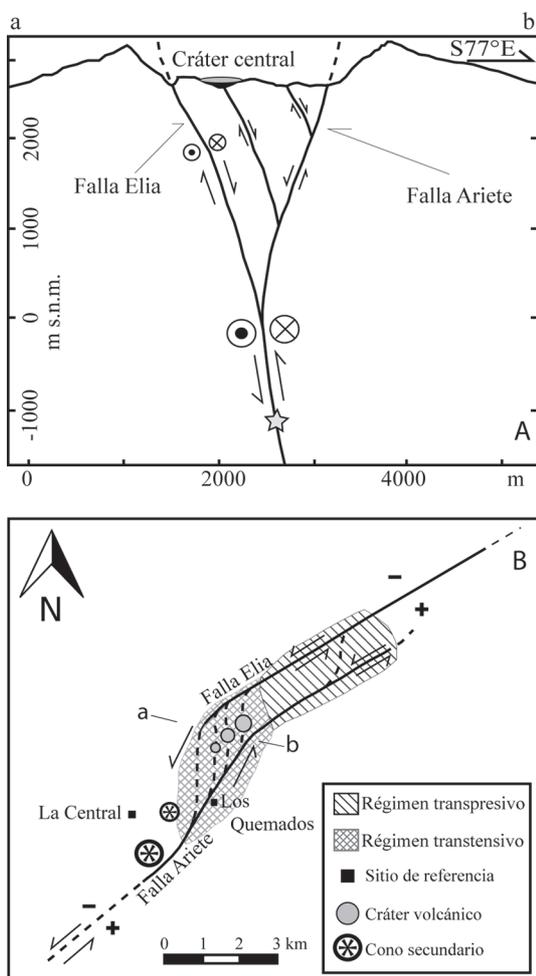


Fig. 8: Esquema simplificado del modelo volcanotectónico complejo para el volcán Turrialba. A Vista en perfil (a-b) donde se muestra la posible interacción en profundidad de las fallas Ariete-Elia, se aprecia la estructura en flor negativa interpretada; la estrella muestra el hipocentro aproximado para el enjambre junio de 1982 (Güendel, 1985). B. Vista en planta del sistema Ariete-Elia y la división del régimen transtensivo y transpresivo para el macizo volcánico del Turrialba; se muestran también los alineamientos de los tres cráteres y los conos secundarios.

las trazas NE de las fallas, probablemente causado por una flexura de falla en profundidad, aunado a la interacción de la falla Ariete con la falla Elia, lo que genera un régimen transtensivo que provoca una cuenca de tracción en la zona principal del actual edificio volcánico, con pequeñas fallas normales N-S. En conjunto, forman una estructura en flor negativa cuspidal

del volcán. Justamente, este sector extensional es el que ha permitido el ascenso de magma por esta zona y, por ello, el crecimiento del edificio volcánico actual (Neo-Turrialba).

Este comportamiento en el volcán localizado en la parte trasera al eje volcánico principal y con control estructural por fallas de rumbo y no normales, como los otros de la CVC, se puede deber a un cambio en el basamento regional bajo el Turrialba (paleotopográfica, geológica y tectónicamente más complejo) con respecto al basamento bajo el Irazú, que favoreció a que existiera un eje ligeramente diferente bajo el Turrialba, que cambió la orientación y el régimen dominante entre ambos volcanes, separados tan solo por 10 km de distancia: en el Irazú con focos eruptivos N-S y E-W, mientras que en el Turrialba NE-SW.

Aplicando este nuevo modelo al análisis conceptual de algunos procesos que se presentan en este volcán, se pueden obtener soluciones más congruentes con los comportamientos esperables en este tipo de sistemas, por ejemplo, el problema de la migración paulatina de la actividad eruptiva hacia el SW en los cráteres (mencionado por Seebach, 1865 y Alvarado, 1989). Hasta ahora, no se ha explicado por qué la actividad en este volcán migra, inclusive el actual periodo eruptivo inició en fracturas de extensión al SW del tercer cráter para derivar en el actual cráter activo. Esta migración de la actividad hacia el SW se explica porque la apertura de la cuenca de tracción progresa en esta dirección con el paulatino movimiento sinistral de las fallas, provocando fracturas más jóvenes y ensanchadas a medida que avanza y reduciendo el espacio en las más antiguas; las fallas juveniles ofrecen un camino más fácil para el ascenso del magma canalizando así la actividad hacia las fracturas más recientes de la cuenca de tracción al SW del sistema conforme este se desarrolla.

Adicionalmente, resulta muy probable que el sistema de fallamiento del Turrialba favorezca en un futuro nuevas avalanchas de escombros volcánicas, debido a que los movimientos de las fallas podrían generar más levantamientos o zonas de alto fracturamiento y extensión favoreciendo estos

procesos de colapso hacia el NE y eventualmente hacia el SW del edificio volcánico en donde se presenta una alta densidad de fracturamiento y fuerte hidrotermalización.

Este sistema en el Turrialba también permite explicar otros procesos, por ejemplo, en el flanco austral del edificio volcánico del Turrialba, se reconoce un gran anfiteatro con forma de herradura irregular de 5 km de largo por 2,5 km de ancho, desportillado hacia el SE, el cual fue interpretado como una caldera de avalancha o de colapso sectorial. El anfiteatro se denomina Coliblanco y el depósito de la avalancha de escombros volcánico se conoce como Angostura, con una edad de 17 ka (Alvarado et al., 2004). Adicionalmente, el sismo de Capellades del 30 de noviembre de 2016 (M_w 5,5, Linkimer et al., 2018), asociado con la falla Liebres (Fig. 1), ocurrió muy cerca de este anfiteatro. La falla Liebres parece ser continuidad de las fallas Río Sucio y Blanquito, mientras que en forma transversal y en la base del anfiteatro se ubica la falla Capellades; estas fallas son predominantemente de rumbo dextrales y con orientación NW (Montero y Alvarado, 1995; Linkimer et al., 2018). Tras la ocurrencia de dicho terremoto, se replantea que la posible causa de dicho colapso hace 17 ka, pudo ser un paleoterremoto, donde los esfuerzos imperantes en el Turrialba permiten explicar, también, aspectos relacionados con dicho colapso sectorial.

Como el tipo de fallas y su longitud varían en el presente trabajo con respecto a estudios anteriores, se recalculó su potencial sísmico, a lo que se estima una magnitud máxima M_w 6,2 para la falla Ariete y M_w 6,0 para la falla Elia, basados en las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994).

Finalmente, en otras regiones del mundo se ha observado vulcanismo en zonas de fallamiento transcurrente que guardan importantes similitudes con el Turrialba en aspectos morfotectónicos, colapsos sectoriales asociados (dirigidos en dirección de las fallas) e incluso disposición geométrica; entre varios, por ejemplo, en el complejo volcánico de Copahue-Caviahue en Chile (Melnick et al., 2006) y el Nevado de Toluca en México (Norini et al., 2008). En estos edificios

volcánicos, el ascenso del magma está asociado a zonas de extensión generadas por fallas de rumbo y se presentan grandes colapsos sectoriales orientados con estas en zonas transpresivas, teniendo un ambiente y modelo volcanotectónico muy similar al acá propuesto (Fig. 9).

CONCLUSIONES

La investigación bibliográfica, los resultados del trabajo de campo y los análisis de morfología y sísmica, nos permiten interpretar la cinemática de las fallas Ariete y Elia como de rumbo sinistral con componente normal; además permiten inferir una interacción compleja entre ellas que deriva en un régimen transpresivo y uno transtensivo a lo largo del edificio volcánico. Como consecuencia de esta interacción, se generó un graben complejo cuspidal provocado por una estructura en flor negativa (en la zona de cráteres y hacia el SW) y una caldera de avalancha (hacia el NE de la zona de cráteres). Integrando e interpretando todos estos elementos, se propuso un nuevo modelo volcanotectónico para el Turrialba que busca adaptarse mejor a la realidad compleja del control estructural. La extensión local en la flor negativa es la que ha permitido el ascenso del magma y, por ende, el crecimiento del Neo-Turrialba, además de ofrecer una explicación satisfactoria al problema de la migración hacia el SW de la actividad, por la apertura de fracturas juveniles, mientras el fallamiento evoluciona en esa dirección. El prominente colapso lateral que posee este macizo en su cúspide, también es una consecuencia directa de la interacción anteriormente descrita para las fallas que propiciaron la domificación e hidrotermalización en esta zona, lo que derivó en el despegue de una o varias avalanchas de escombros volcánicas que fueron dirigidas por el sistema de fallas.

Así, de manera integral, resulta interesante que la morfología del graben complejo del Turrialba (cuenca de tracción); su avalancha volcánica de Bajos Bonilla (o Bajos del Volcán) y la caldera de avalancha de Coliblanco tengan relación volcanoestructural especular, es decir, en ambos flancos. La posibilidad de que ambos colapsos sectoriales hayan

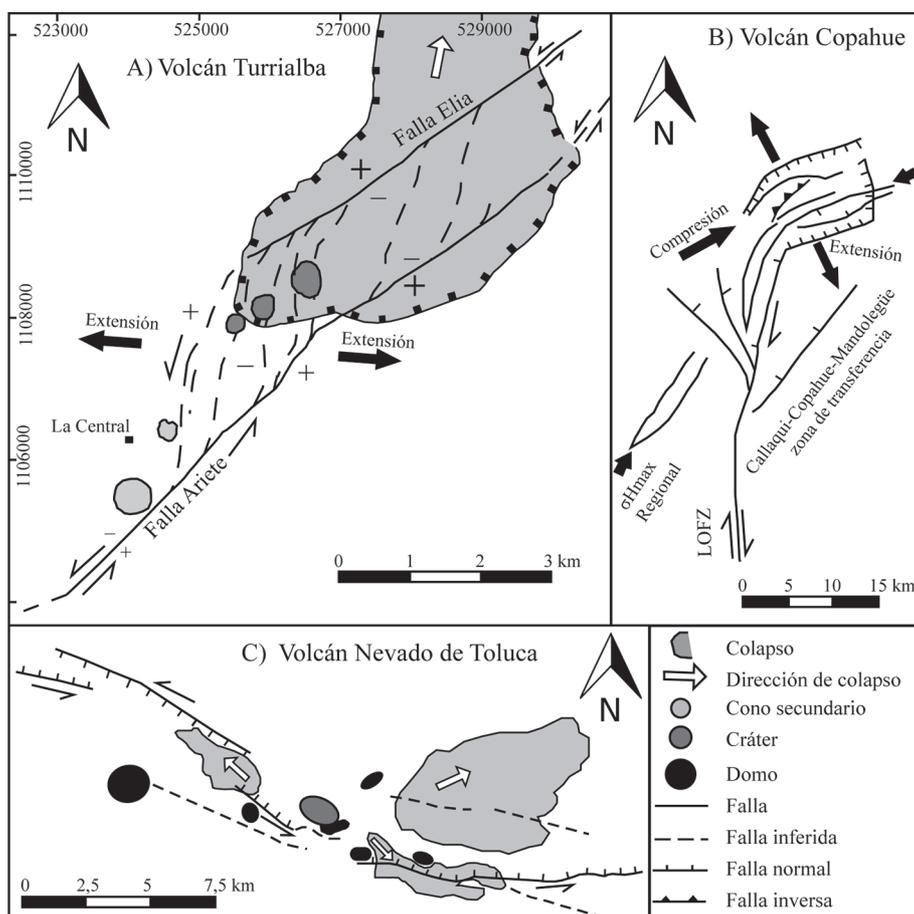


Fig. 9: Modelos morfoestructurales de: A) Volcán Turrialba (presente trabajo). B) Volcán Copahue, Chile, localizado en las coordenadas geográficas (37°50'58,94"S – 71°10'00,08" O). C) Volcán Nevado de Toluca en México, (19°06'39,15"N – 99°45'22,43"O). Comparación de los tres modelos y estructuras volcánicas, con la presencia de un sistema de fallas de desplazamiento, estructuras de colapso asociadas y regímenes tanto transpresivos como transtensivos. Modificado de Melnick et al. (2006) (esquema B), Norini et al. (2008) (esquema C).

sido disparados por terremotos en el pasado, plantea un peligro difícil de pronosticar en el mediano y largo plazo y, aunque su probabilidad es muy baja, aun así, existe un riesgo implícito, en particular la falda SW del Turrialba. Lo anterior se fundamenta en que dicho flanco está algo debilitado por su alto grado de fallamiento y fracturación, la actividad fumarólica con la generación de arcillas y la actividad eruptiva.

Debido al nuevo cálculo de potencial sísmico para la falla Ariete y Elia (M_w 6,2 y M_w 6,0, respectivamente) el cual es mayor al anteriormente propuesto por otros autores, se recomienda una evaluación del riesgo en la zona del volcán y alrededores, tomando en cuenta la amenaza

que representa para las comunidades cercanas. Además, sería deseable la realización de estudios geológicos-geotécnicos sobre el potencial de colapso sectorial en el volcán Turrialba, siguiendo la metodología planteada por Alvarado (2003), así como llevar una vigilancia del terreno mediante interferometría radar (InSAR) y con técnicas de monitoreo de deformación tradicional.

AGRADECIMIENTOS

A la Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE),

por las facilidades logística y de información digital aportada para la realización de la presente investigación, a través de la Práctica Geológica 2019 (G-4116), en particular a Lidier Esquivel. Al SINAC, en particular al parque nacional volcán Turrialba por su apoyo en las visitas al campo. Los asistentes voluntarios del parque, José Carlos Casasola y José Gonzalez; quienes colaboraron en el trabajo de campo. Discusiones muy fructíferas realizadas con Walter Montero, Percy Denyer y César Sequeira. Un agradecimiento especial a la revisora de este trabajo, la geóloga María Dolors Ferrés López.

REFERENCIAS

- Alvarado, G. E. (1989). *Los volcanes de Costa Rica*. San José: EUNED.
- Alvarado, G. E. (2003). *Diagnóstico de la estabilidad del cono y comportamiento de la fundación debido al crecimiento del edificio volcánico del Arenal (Costa Rica)*. (Tesis de Maestría con énfasis en Geotecnia e Hidrogeología). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Alvarado, G. E., Barquero, R. Boschini, I., Chiesa, S. y Carr, M. J. (1986). Relación entre la Neotectónica y el Vulcanismo en Costa Rica. *Rev. CIAF*, 11(1-3), 246-264.
- Alvarado, G. E., Vega, E., Chaves, J. y Vázquez, M. (2004). Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo *debris avalanche* en Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 30, 83-99.
- Barquero, R. y Alvarado, G. E. (1989). Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 2(3): 1-5.
- Epiard, M., Avard, G., de Moor, J. M., Martínez Cruz, M., Barrantes Castillo, G. y Bakkar, H. (2017). Relationship between diffuse CO₂ degassing and volcanic activity. Case study of the Poás, Irazú, and Turrialba Volcanoes, Costa Rica. *Frontiers in Earth Science*, 5, 71.
- Fernández, M., Mora, M. y Barquero, R. (1998). Los procesos sísmicos del volcán Irazú. *Revista Geológica de América Central*, 21, 47-59.
- García-Cacho, L. (2010). Avalanchas volcánicas. En González, E., Escobar, E., Becerra, R., Gosáldez, R. U. y Dóniz, J. (eds.). *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008*. Centro de Estudios Calatravos, España, pp. 205-223.
- Güendel, F. (1985). Enjambres sísmicos en el Volcán Irazú. Catálogo de temblores 1984. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica.
- Leyrit, H. (2000). Flank collapse and debris avalanche deposits. En Leyrit, H. y Montenat, C. (eds.): *Volcaniclastic Rocks, from Magma to Sediments*. Gordon and Breach Science Pub., Holanda, pp. 111-129.
- Linkimer, L. (2003). Neotectónica del extremo oriental del cinturón deformado del centro de Costa Rica. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- Linkimer, L., Arroyo, I.G., Soto, G. J., Porras, J. L., Araya, M. C., Mora, M. M. y Taylor, M. (2018). El sismo de Capellades del 2016 y su secuencia sísmica: Manifestación de fallamiento de rumbo en el arco volcánico de Costa Rica. *Boletín de Geología*, 40(2), 35-53. DOI: 10.18273/revbol.v40n2-2018002
- López, A. (1999). Neo- and Paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbean plate and its fault reactivation potential. *Tübinger Geowissenschaftliche Arb.*, A (53). [Tesis Ph.D.].
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism The Caviahue - Copahue complex, Central to

- Patagonian Andes transition (38 degrees S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 1-2, 66-88.
- Montero, W. (1994). Neotectonic and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. En H. Seyfried y W. Hellman (eds.): *Geology of an Evolving Island Arc. The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica, and Western Panama. Profil 7*, 125-141.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: Frontera oeste de la Microplaca de Panamá. *Revista Geol. Amér. Central*, 24, 29-56.
- Montero, W. y Alvarado, G.E. (1995). El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ($M_s = 5,9$) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 18, 25-39.
- Morales, L. y Montero, W. (1984). Los temblores sentidos en Costa Rica durante: 1973-1983, y su relación con la sismicidad del país. *Revista Geol. Amér. Central*, 1, 29-56.
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G.E., Amosio, M. y Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcanoclasticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48,15-39.
- Norini, G., Capra, L., Gropelli, G., Lagmay, A. M. F. (2008). Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca volcano (Mexico) governed by regional tectonics and volcanic evolution. *Geosphere* 4(5): 854-871.
- Ramsay, J. G., (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: McGraw-Hill,
- Reagan, M.K. (1987). *Turrialba Volcano, Costa Rica: Magmatism at the southeast terminus of the Central American arc* (Ph. D. dissertation). University of California, Santa Cruz.
- Reagan, M., Duarte, E., Soto, G. J. y Fernández, E. (2006). The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions. En Rose, W.I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, J.W., Patino, L.C. y Vallance, J. W. (Eds.), *Volcanic hazards in Central America* (pp. 235-257), *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper* 412, 235-257.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentral-blatt für*

Mineralogie, Geologie und Paleontologie B, 354-368.

- Ruiz, P., Turrin, B. D., Soto, G. J., Del Potro, R., Gagnevin, D., Gazel, E. y Swisher, C. C. (2010). Unveiling Turrialba (Costa Rica) volcano's latest geological evolution through new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ages. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Seebach, K. von. (1865). Seebach's Besteigung des Vulkans Turrialba in Costa-Rica. *Petermann's Geogr. Mittheilungen*, IX, 321-324.
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A. y Bollinger, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and Sv-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*, 55, 15-20.
- Soto, G. J. (1988). Estructuras volcano-tectónicas del Volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. V Congreso Geol. Chileno, 8-12 de agosto de 1988. Santiago, *Actas*, III (I), 162-175.
- Soto, G. (2012). Preparación de mapas de peligros volcánicos y restricción de uso de la tierra en el volcán Turrialba. Mapa de peligros volcánicos del volcán Turrialba, informe final. San José: Fundevi.
- Stoiber, R. E y Carr, M. J. (1973). Quaternary volcanic and tectonics segmentation of Central America. *Bull. Volcanol.* 37, 304-325.
- Szakács, A. y Seghedi, I. (2000). Large volumen volcanic debris avalanche in the East Carpathians, Romania. En Leyrit, H. y Montenat, C. (eds.): *Volcaniclastic Rocks, from Magma to Sediments*. Gordon and Breach Science Pub., Holanda, pp. 131-149.
- Wells, D. L. y K. J. Coppersmith. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84(4), 974-1002.
- Wilson, J. y Gallant, J. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*. New York: Wiley.
- Wood, J. (1996). The geomorphological characterisation of digital elevation models. (Ph. D tesis) University of Leicester, UK.



